# 东秦岭钼矿带内碳酸岩脉型钼(铅)矿床地质-地球化学特征、成矿机制及成矿构造背景

黄典豪1),侯增谦2),杨志明2),李振清1),许道学3)

 中国地质科学院矿产资源研究所,北京,100037;
 中国地质科学院地质研究所, 北京,100037;
 北京,100037;
 北京,100083;

内容提要:东秦岭钼矿带位于华北板块南缘,NW—NWW向的固始一栾川深断裂带控制着钼矿床的空间分布。黄水庵碳酸岩脉型钼(铅)矿床的确定,为本矿带内已有碳酸岩脉型钼(铅)矿床(黄龙铺地区的大石沟、石家湾和桃园等)增添了又一新成员。本矿带不仅钼金属储量居世界已知单个钼矿带之首,而且碳酸岩脉和花岗斑岩两个成矿体系并存,亦是本区钼矿带的一大特色。业已查明,黄水庵和黄龙铺(大石沟)等碳酸岩脉型钼(铅)矿床的  $\delta^{13}$  C=-5.3‰~-7.0‰,<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr=0.7049~0.7065。同时,方解石富含轻稀土(LREE/HREE=1.8~2.9)。辉 钼矿以富含 Re(平均为 110×10<sup>-6</sup>~244×10<sup>-6</sup>) 为特征。基于含矿碳酸岩脉方解石的 Sr、Nd、Pb 同位素比值 (<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 对<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb,<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb 对<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb 和<sup>143</sup> Nd/<sup>144</sup> Nd 对<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr)的关系图,我们初步判断本矿带区域 陆壳之下可能存在有 EMI(富集地幔 I),这些含矿碳酸岩脉是源于 EMI 的碱性硅酸盐-碳酸盐熔体-溶液结晶分异 的产物,成矿金属 Mo、Pb 主要来自 EMI。根据黄水庵和黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床的成矿年龄(Re-Os 年龄分别 为 209.5 Ma 和 221 Ma),我们推断,碳酸岩脉型钼(铅)矿床形成于华北和扬子两大板块三叠纪碰撞造山后伸展阶段的晚三叠世时期,而在侏罗纪陆内造山晚期的伸展阶段,形成了晚侏罗-早白垩世的斑岩型和斑岩-砂卡岩型钼矿床(Re-Os 年龄介于 147~116 Ma)。

关键词:碳酸岩脉型钼(铅)矿床;稀土和同位素地球化学;Re-Os 年龄;成矿机制及成矿构造背景;东秦岭钼 矿带

1981~1983年,黄典豪等人对秦岭钼矿带内洛 南县黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床作过研究后,基于 矿脉中造岩矿物含量(含锰淡粉红色方解石>石英 +微斜长石),将含矿石英-方解石脉定名为含矿石 英-方解石碳酸岩脉(黄典豪等,1986)。同时,基于 黄龙铺外围的华阳川 U-Pb-REE 矿点,桃园、垣头 钼(铅)矿点等含矿脉的矿物组合和碳同位素特征与 黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床十分类似,黄典豪等 (1985)也将黄龙铺钼(铅)矿床确定为一种新的碳酸 岩脉型矿床。其后,陕西地质矿产局第十三地质队 (1989)在洛南县黄龙铺矿区详查地质报告中,确定 石家湾除原来探明的斑岩型钼矿床外,在其西南部 探明有隐伏的碳酸岩脉型钼(铅)矿床和桃园的同一 类型钼(铅)矿床。黄典豪等(1994)用 Re-Os 法测 定东秦岭地区几个重要钼矿床辉钼矿的 Re-Os 年 龄,结果表明,除班岩型和斑岩-砂卡岩型钼矿床的 成矿年龄为129~147 Ma(燕山期),黄龙铺碳酸岩

脉型钼(铅)矿床的 Re-Os 等时线年龄为 211Ma,为 印支期成矿。许成等(2009)对黄龙铺石家湾含矿碳 酸岩的碳、氧同位素组成和 REE 特征作过研究,其 碳氧同位素组成特征与黄龙铺(大石沟)(黄典豪等, 1984)的基本相同。尚须指出的是,上述碳酸岩脉型 钼(铅)矿床和国内外已知的海相火山沉积碳酸岩、 碱性岩-碳酸岩杂岩体或碳酸岩-碱性岩杂岩体以及 超基性岩-碳酸岩杂岩体的矿种和矿化特征(白鸽 等,1985;侯增谦等,2008)完全不同。

笔者于 2008 年对东秦岭钼矿带进行短期地质 考察时,在河南嵩县黄水庵钼(铅)矿床采矿坑道和 矿石堆作了观察和样品采集。野外观察和室内研究 表明,其矿脉主要矿物成分、矿化特征、围岩蚀变以 及 C、O、Sr、Nd、Pb 同位素组成和辉钼矿 Re-Os 年 龄等等,与黄龙铺(大石沟)碳酸岩脉型钼(铅)矿床 极为相似,属同一类型无疑。

因此,我们试图通过对黄水庵和黄龙铺(大石

注:本文为国家自然科学基金重点项目(编号 40730419)和国家科技支撑计划项目(编号 2006BAB01A08)资助的成果。

收稿日期:2009-08-13;改回日期:2009-10-22;责任编辑:郝梓国。

作者简介:黄典豪,男,1937年生。研究员。从事矿床地质及地球化学研究。

沟)等矿床地质特征和同位素地球化学研究,进一步 探讨含矿碳酸岩脉的成岩成矿作用机制、成矿物质 来源、建立成矿模式,和此类型矿床形成的构造动力 学条件,为今后在东秦岭钼矿带或有类似成矿地质 条件地区寻找同一类型钼矿,提供有益的借鉴。

### 1 含矿碳酸岩脉形成的地质构造背景

东秦岭钼矿带位于华北板块南缘与秦岭造山带 的接壤地带。其基底构造层为太古界太华群角闪岩 相片麻岩,上部构造层为中元古界浅变质岩、变质火 山岩、碎屑岩-碳酸盐岩建造和古生界及以后的地 层。众所周知,该矿带内发育的 NW—NWW 向固 始-栾川深断裂带控制着中生代花岗岩类岩体的总 体空间分布,而 NW—NWW 向断裂与次级的 NE 向或近 SN 向断裂的交错部位,则是含矿斑岩株定 位的有利空间,这说明含矿斑岩多以被动侵位为特 征。在本矿带内,迄今所知的含矿碳酸岩脉自西向 东分布在华阳川—垣头—黄龙铺—驾鹿—黄水庵— 带,它们主要产于太华群片麻岩、中元古界长城系熊 耳群(变细碧岩、玄武玢岩类、凝灰质板岩、绢云千枚 岩、黑云石英类片岩和大理岩透镜体)和蓟县系高山 河组(变质石英砂岩夹泥质板岩和中基性熔岩)的 NW 向或 NE 向构造裂隙中。碳酸岩脉型钼(铅)矿 床和斑岩型、斑岩一矽卡岩型钼矿一样,均受控于 NW—NWW 向深断裂带,但前者的形成与中生代 花岗质斑岩毫无关系。

2 碳酸岩脉型钼(铅)矿床地质-地球 化学特征

### 2.1 矿床地质及矿化

有关东秦岭钼矿带内的主要钼矿床类型及其空 间分布如图1所示。

黄水庵钼(铅)矿床。含矿石英-方解石碳酸岩 脉赋存于太华群片麻岩中,呈脉群产出,受控于木头 沟脑小背斜(拱)轴部节理裂隙和 NW 向断裂裂隙 (罗铭玖等,1991)。矿体由含矿碳酸岩脉组成,呈似





Fig. 1 Geological sketch map showing the distribution of main molybdenum deposits

in the East Qinling molybdenum ore belt

1-白垩系砂页岩;2-寒武系页岩、灰岩;3~6为中-新元古界;3-官道口群、栾川群碳酸盐岩、变质砂岩、页岩;4-熊耳群中酸性火山岩; 5-陶湾群大理岩;6-宽坪群绿片岩;7-下元古界秦岭群变质岩、混合岩;8-太古界太华群片麻岩、混合岩;9-花岗岩;10-地质不整合界 线;11-断层;12-斑岩型钼矿床;13-斑岩-砂卡岩型钼(钨)矿床;14-碳酸岩脉型钼(铅)矿床;15-碳酸岩脉型铀-铅-稀土矿点

1—Cretaceous sandstone and shale;2—Cambrian shale and limestone;3-6 Meso-to Neo-Proterozoic;3—Carbonate rock, metasondstone and shale of the Guandaokou and Luanchuan Group;4—intermediate to acid metavolcanics of the Xionger Group;5—marble of the Taowan Group;6—green schist of the Kuanping Group;7—metamorphic rock and migmatite of the lower proterozoic Qinling Group;8—gneiss and migmatite of the Archean Taihua Group;9—granite;10—unconformity;11—fault;12—porphyry-type molybdenum deposit;13—porphyry-skarn-type molybdenum-(tungsten) deposit;14—carbonatite vein-type molybdenum-(lead) deposit;15—carbonatite vein-type uranium-lead-REE occurrence



### 图 2 黄水庵钼(铅)矿床主要硫化物产出方式的显微照片

Fig. 2 Microscopic photos for mode of occurrence of main sulfides from Huangshuian Mo(Pb) deposit (a) 一辉钼矿叶片状集合体产于方解石微裂缝中。HS08-18,(-);(b) 一辉钼矿呈细网脉产于石英微裂缝内。HS08-21,(-);(c) 一粒状方铅矿 赋存于方解石粒间并包裹方解石。HS08-01,(-);(d) 一粒状黄铁矿产于方解石与方铅矿接触处,方铅矿熔蚀或交代黄铁矿。HS08-17,(-) (a) — Molybdenites (Mo) as leaf-like aggregate occurring in microfissures of calcite (Cal). HS08-18,(-);(b) — Molybdenites (Mo) as stockwork veinlet filling microfissures of quartz (Q). HS08-21,(-);(c) — Granular galena (Gn) occurring in intergranular of caleite (Cal) and enclosing calcite (Cal). HS08-01,(-);(d) — Granular pyrite (Py) occurring in contact surface of calcite (Cal) and galena (Gn), and galena (Gn) corroding or replacing pyrite. HS08-17,(-)

层状或透镜状,有分枝复合现象。个别矿体产于爆 破角砾岩筒内,呈似筒状。矿体一般长100~379m, 最长达1560m,厚度一般20~30m,最厚达116.3m。 平均 Mo 品位0.078%,探明 D 级表内钼金属储量 34866 t<sup>•</sup>。室内初步研究表明,含矿脉的造岩(脉 石)矿物主要为淡粉红色方解石(含量>50%)、石英 和微斜长石等。金属硫化物主要是辉钼矿、方铅矿、 黄铁矿和少量闪锌矿等。围岩热液蚀变主要呈黑云 母化、碳酸盐化(为主),以线性蚀变为特征。其辉钼 矿产出方式表现为呈稀疏或稠密浸染状和细脉状分 布于方解石和石英中。镜下观察可见,辉钼矿叶片 集合体分布于方解石微裂缝内(图 2a),辉钼矿呈细 网脉赋存于石英微裂缝中(图 2b)。粒状方铅矿嵌 布于方解石粒间并包裹方解石(图 2c)。黄铁矿产

于方解石与方铅矿接触处,并被方铅矿熔蚀或中心 交代(图 2d),同时还见到方铅矿穿切含乳滴状黄铜 矿的闪锌矿。以上矿物组合和矿化特征及围岩蚀变 等和黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床基本相同。

根据本矿床的上述成矿地质特征,和其C、O、 Sr、Nd、Pb 同位素组成、REE 含量及辉钼矿 Re-Os 同位素测定结果(详见下述),我们认为,黄水庵钼 (铅)矿床既不是罗铭玖等(1991)认识的是与燕山晚 期斑状花岗岩有关的方解石-石英脉型钼-铅-铀矿 床,或斑岩型钼(铅)矿床,也不是李永峰等(2005)认 为的热液碳酸盐脉钼(铅)矿床。我们确定本矿床和 黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿一样同属于碳酸岩脉型 钼(铅)矿床简要地质特征归纳于表1。

				•						
7는 나는	陆龙地目叶仏五山林	校(家)社内地	与成矿有关	かい(な)形大	矿石物质质	成分	田山林亦		矿床	次州本西
19 /本	赋矿 地层时代及右住	控(谷)如构道	火成岩	9 脉(14)形态	金属矿物	脉石矿物	围石蚀变	0 石	规模	页科术原
黄水庵碳酸岩脉型 钼(铅)矿床	太古界(Ar)太华群 黑云斜长片麻岩、黑 云斜长角闪片麻岩	北斜轴部 NW 向断 裂带	石英-方解石 碳酸岩脉	似层状、透镜 状等	辉钼矿、方铅矿、黄 铁矿、闪锌矿等	方 解 石、石 英、微斜长石 等	碳酸岩化(为 主)、黑云母 化等	自形-半 自形 晶 结 构、鳞片状结构、交 残结构;浸染状、细 (网)脉状和角砾状 构造等	中型	本次研究, 罗铭玖等 (1991)
黄龙铺(大石沟)碳 酸岩脉型钼(铅)矿 床	中元古界(Pt <sub>2</sub> )长城 系熊耳群变细碧岩、 绢云千枚岩、黑云石 英片岩夹大理岩透 镜体	板岔梁-蚂蚁山背斜 北东翼,NW 和 NE 走向断裂联合控制	石英-方解石 碳酸岩脉	似 层 状、脉 状、透镜状	辉钼矿、方铅矿、黄 铁矿、含微量铅铀钛 铁矿、独居石、氟碳 铈镧矿等	方 解 石、石 英、微 斜 长 石、钡天青石 等	黑云母化、绿 帘石化、碳酸 盐化(为主) 等	骸晶结构、压碎结 构、交残结构、鳞片 状结构;斑点及浸染 状构造、条带状构 造、角砾状构造等	大型	黄 典 豪 等 (1985)
黄龙铺(石家湾)碳 酸岩脉型钼(铅)矿 床	中元古界蓟县系高 山河组变石英砂岩、 砂质绢云母板岩	受 NE 和 NW 向断 裂复合控制。隐伏 于石家湾斑岩型钼 矿床西南部	石英-方解石 碳酸岩脉	透镜状、似层 状	辉钼矿、方铅矿、黄 铁矿、含微量钛铀 矿、氟碳铈矿等	方 解 石、石 英、钾 长 石、 钡天青石、萤 石等			大 型	陕 西 地 矿 局 第 十 三
桃园碳酸岩脉型钼 (铅)矿床	中元古界蓟县系高 山河组变石英砂岩 夹绢云母板岩和熊 耳群火山岩	受 NE 和 NW 向断 裂联合制约	石英-方解石 碳酸岩脉	脉状、透镜状	辉钼矿、方铅矿、黄 铁矿、黄铜矿等	方 解 石、石 英、钾 长 石、 钡天青石、萤 石等			中型	地 质 队 (1989) <sup>①</sup>

### 表 1 东秦岭钼矿带内碳酸岩脉型钼(铅)矿床简要地质特征

#### Table 1 Simplified geological features of the carbonatite vein-type Mo(Pb)deposits from the East Qinling molybdenum ore belt

注:①洛南县黄龙铺矿区详查地质报告。

有关此类型钼(铅)矿床的成矿期、成矿阶段和 矿物生成秩序,现以研究较详的黄龙铺(大石沟)矿 床为代表,示于表 2。

### 表 2 碳酸岩脉型钼(铅)矿床成矿期、阶段和矿物生成 秩序(以黄龙铺大石沟矿床为代表<sup>①</sup>)

Table 2Ore-forming period, stage and crystallizationsequence of mineials in the Carbonatite vein-type Mo (Pb)deposit



注:①据黄典豪等(1985)稍加修改。②重晶石为钡天青石的化学 风化产物(黄典豪等,1983)

#### 2.2 稀土和同位素地球化学特征

现着重阐述含矿碳酸岩脉的稀土元素特征和 C、O、Sr、Nd、Pb等同位素组成,以揭示成岩成矿物 质来源。

### 2.2.1 稀土元素特征

为了查明黄水庵钼(铅)矿床的 REE 特征,我们 对其主要造岩(脉石)矿物方解石单矿物用等离子质 谱(X-Series)作了 REE 含量测定(表 3)。为对比起 见,表 3 还引列同一类型的黄龙铺(大石沟、石家湾) 矿床的方解石 REE 分析结果。基于 Y 的地球化学 性质与 REE 的十分相近,且往往相伴生,故本文中 所述的 REE 包括 Y,同时把 REE 分为轻稀土 [LREE(La-Eu)]和重稀土[HREE(Gd-Lu+Y)]两 组。

表 3 表明,黄水庵、黄龙铺(大石沟和石家湾)碳酸岩脉方解石的平均 ΣREE 含量(×10<sup>-6</sup>)分别为

1062.7、2564.3 和 1796.6(若不包括 HLP-3,以下 同,则为1736.8);平均的LREE 含量(×10<sup>-6</sup>)分别 为 782.3、1908.3 和 1081.5(1116.4),平均的 HREE 含量分别为 280.4、656.0 和 715.1(620.4); 平均的 LREE/HREE 值分别为 2.9、2.9 和 1.5 (1.8)。同时它们的 REE 含量中均以 La、Ce 和 Nd 含量最高。由此可见,所研究的含矿碳酸岩脉的方 解石均以 ΣREE 含量较高且富含 LREE 为特征,这 与世界各地已知碳酸岩都是富含 LREE(Culler et al.,1984)相一致。正如 Jones 等(1995)和 Veksler 等(1998)的实验研究所表明的,在液态不混溶过程 中,La和Ce在碳酸盐和硅盐之间的分配系数分别 为1.33和1.1,说明LREE将优先进入到碳酸盐熔 体内。这可以解释碳酸岩中方解石富集 LREE 的 原因。因此,我们认为这些含矿碳酸岩中方解石所 富含的 LREE 反映了碳酸岩脉源区的轻稀土丰度 特征。在此须指出的是,许成等(2009)既未对石家 湾碳酸岩脉方解石的 REE 分析作 LREE/HREE 值 计算,也未阐述 HLP-3 相对富含 HREE 的原因,却 以偏概全地认为"本区碳酸岩有较高的 HREE 含 量,明显区别于世界上已知碳酸岩 REE 特征 (LREE 强富集)",并武断说"黄龙铺矿田的碳酸岩 可能源于 LREE 相对亏损,且 HREE 含量较高的源 区",我们认为许成的这种说法既与上述含矿碳酸岩 脉方解石的稀土特征不符,也缺乏科学依据。

黄水庵钼(铅)矿床 4 个方解石的稀土含量(表 3),相对于 Mc Donugh 和 Sun(1995)球粒陨石 REE 含量的标准化分布型式(图 3)表明,其呈现为一组 向右倾的较平滑曲线,既反映出其富含 LREE 的特 征,也与黄龙铺(大石沟)含矿碳酸岩脉(黄典豪等, 1985)和国外所报道碳酸盐岩方解石 REE 球粒陨石 标准化型式(Maravic et al.,1980)基本相一致。

### 2.2.2 碳、氧同位素组成及特征

我们对碳酸岩脉型矿床(点)的方解石作了碳、 氧同位素组成测定。分析方法:用 100%磷酸法。 采用国际标准 V-PDB。数据用 MAT-253 质谱计测 定,精度为±0.2‰。方解石的 $\delta^{18}$  O<sub>V-SMOW</sub> = 1.03086 ·  $\delta^{18}$  O<sub>V-PDB</sub>+30.86(Friedman 等,1997)。

有关黄水庵、黄龙铺(大石沟、石家湾)和华阳川 含矿碳酸岩脉方解石的碳、氧同位素分析结果(表 4)表明,①黄水庵钼(铅)矿床方解石的 $\delta^{13}$ C<sub>V-PDB</sub>值 为-5.3‰~-5.6‰,平均为-5.4‰, $\delta^{18}$ O<sub>V-SMOW</sub>值 为7.7‰~8.2‰,平均为8.0‰左右。②黄龙铺(大 石沟)钼(铅)矿床方解石的 $\delta^{13}$ C<sub>PDB</sub>值为-6.6‰~

矿床	样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Y	∑REE	ΣLa~ Eu	$\begin{array}{c} \Sigma Gd \sim \\ Lu + Y \end{array}$	LREE HREE	资料来源
黄水庵碳酸岩脉	HS08-01	210	394	49.5	185	30.8	8.73	26.4	4.12	27.9	6.57	21.4	3.46	23.2	3.01	220	1214.1	878.03	336.1	2.6	
	HS08-05	219	424	52.8	195	32.8	9.08	27.0	4.31	28.6	6.73	22.4	3.56	23.7	3.00	234	1286.0	932.7	353.3	2.6	★次研究☆
型钼(铅)矿床	HS08-06	163	278	28.8	112	21.2	4.69	15.5	2.32	15.5	3.51	11.5	1.80	12.3	1.66	112	783.8	607.7	176.1	3.5	本次研究*
	HS08-25	159	318	41.2	156	28.4	8.17	23.1	3.51	22.1	5.12	16.6	2.54	17.0	2.26	164	967.0	710.8	256.2	2.8	
黄龙铺(大石沟) 碳酸岩脉型钼	HD80-11	195	500	70.2	275	58.7	16.6	52.3	7.4	41.9	11	33.2	4.5	43.9	4.9	295	1609.6	1115.5	494.1	2.3	
	HD81-21	450	1150	137.5	575	118.8	30	93	11.3	78.4	13.4	38.4	6.1	43.9	5.1	375	3125.9	2461.3	664.6	3.7	
	HD81-95	456	1184	162.8	677.9	147.7	36.38	106.7	13.9	76.2	18.7	39.7	6.7	42.9	5.9	418.8	3394.3	2664.8	729.5	3.6	黄典豪等 (1985)
(铅)矿床	HD81-48	219.9	578.7	79.0	333.4	81.1	22.1	76.6	11.5	68.9	19.6	47.5	8.6	58.4	8.7	486.1	2100.1	1314.2	785.9	1.7	(1000)
	HD81-25	408.6	909	112.6	438.9	93.2	23.3	72.1	9.6	58.3	15.3	35.5	6.2	41.4	5.8	361.7	2591.5	1985.6	605.9	3.3	
	HLP-1	220	516	47.9	200	41.7	11.3	38.0	5.72	34.3	8.3	28.6	4.86	35.3	5.55	365	1562.5	1036.9	525.6	1.97	
	HLP-2	147	466	46.0	199	42.9	11.3	38.9	5.59	33.5	7.9	26.3	4.48	32.3	5.02	339	1405.2	912.2	493.0	1.85	
黄龙铺(石家湾)	HLP-3	130	445	46.1	210	58.2	17.9	61.2	11.3	77.4	19.2	67.3	11.8	86.0	13.3	841	2095.7	907.2	1188.5	0.76	许成等
碳酸岩脉型 Mo (铅)矿床	HLP-4	279	764	76.9	336	71.9	18.6	60.7	8.8	49.6	10.9	34.2	5.23	34.7	4.8	426	2181.3	1546.4	634.9	2.43	(2009)
	HLP-5	140	516	53.2	240	60.1	17.2	56.8	9.48	59.7	13.6	44.9	7.52	53.0	8.1	589	1868.6	1026.5	842.1	1.22	
	HLP-6	186	527	52.4	230	50.9	123.5	45.5	6.84	41.6	9.7	32.9	5.47	37.9	5.6	421	1666.3	1059.8	606.5	1.75	

### 表 3 含矿碳酸岩脉方解石的稀土元素含量(×10<sup>--</sup>)

Table 3 REE contents(×10<sup>-6</sup>) of Calcites from ore-bearing Carbonatite veins

\*分析者:国家地质实验测试中心,张保科。

表 4 碳酸苯	<b>占脉型钼矿</b>	床(点)	中方解石	的碳、	氧同位	立素组成
---------	--------------	------	------	-----	-----	------

Table 4 Carbon and oxygen isotopic compositions of calcites from carbonatite vein-type deposits (occurrence)

矿床	赋矿围岩	样号	矿物	$\delta^{13}C_{PDB}(\%)$	$\delta^{18}O_{\mathrm{SMOW}}(\%)$	资料来源
		HS08-01	方解石	-5.5	7.7	
共业 床 哶 齡 亗 卧 刑 汨	十十月十化世网二剑长许许当	HS08-02	方解石	-5.4	8.2	
與小尾峽政石 脉 空 拍	从日介入于 <u>研</u> 黑 ム	HS08-05	方解石	-5.4	7.7	本次研究*
(铅)如床	黑云斜长用闪斤麻着	HS08-06	方解石	-5.6	8.2	
		HS08-25	方解石	-5.3	8.0	
		HD80-14	方解石	-7.0	8.5	
		HD80-21	方解石	-6.6	9.1	
		HD81-14	方解石	-6.7	9.3	
黄龙铺(大石沟)碳酸	中元古界长城系熊耳群变细碧	HD81-17	方解石	-6.8	8.9	
岩脉型钼(铅)矿床	岩	HD81-54	方解石	-6.7	9.0	去曲真笙
		HD81-59	方解石	-6.6	9.5	<b>與</b> 無 家 守
		HD81-95	方解石	-6.8	8.6	(1984)
		HD82-15	方解石	-6.6	9.0	
化阳川碟酚当脉荆油	十十里十化 群 昭 三 約 匕 臣 臣 告	W812	方解石	-6.9	7.7	1
午阳川恢敗石 脉 堂 抽 -	从日介太平 <u></u> 研 云 对 区 月 林 石 、	W821	方解石	-6.6	7.8	
铅	黑云斜长用闪斤麻石	<b>W</b> 823	方解石	-7.0	8.1	
		HLP-1	方解石	-6.92	9.27	
黄龙铺(石家湾)碳酸	中元古界蓟县系高山河组变质	HLP-2	方解石	-6.81	9.48	许成等
岩脉型钼(铅)矿床	石英砂岩夹砂质绢云母板岩	HLP-3	方解石	-6.75	8.69	(2009)
		HLP-4	方解石	-6.76	8.81	

\*分析者:中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室,乐国良。

-7.0%,平均为-6.7%, $\delta^{18}$ O<sub>SMOW</sub>值为8.5%~ 9.3%,平均为9.0%。③黄龙铺(石家湾)钼(铅)矿 床方解石的 δ<sup>13</sup>C<sub>PDB</sub>值为一6.7‰~一6.9‰,平均为  $-6.8\%, \delta^{18}$  O<sub>SMOW</sub> 值为 8.7% ~ 9.5%, 平均为 9.1‰。④华阳川 U-Pb-REE 矿点方解石的 δ<sup>13</sup> C<sub>PDB</sub> 值为一6.6%~~-7.0%,平均为一6.8%,δ<sup>18</sup>O<sub>SMOW</sub> 值为 7.7%~8.1%,平均为 7.9%。可见,这 4 个矿 床(点)中每个的碳、氧同位素组成是较为均一的,尤 其是碳同位素组成。这意示这些矿床(点)的碳酸岩 脉是在深成条件下分批结晶作用的结果。黄水庵含 矿碳酸岩脉以富含<sup>13</sup>C(平均δ<sup>13</sup>C值-5.4‰)和相 对贫含<sup>18</sup>O(平均 δ<sup>18</sup>O 值 8‰)为特征。图 4 表明,这 些矿床(点)方解石的 δ<sup>13</sup> C 值和 δ<sup>18</sup> O 值均落在 Keller 和 Hoefs(1995)所界定的原始火成碳酸岩的 碳、氧同位素值范围内,说明这些含矿石英-方解石 碳酸岩脉无疑属火成成因。

同时,上述矿床(点)方解石的 $\delta^{13}$ C值完全落在 "正常"(未去气和未受污染)地幔( $\delta^{13}$ C=-5.0% ~-8.0%, $\delta^{18}$ O=5.0%~8.0%)(Ray J S. et al., 1999)范围内,而它们的 $\delta^{18}$ O值则落在地幔区右侧。 因此我们推断,上述含矿碳酸岩脉形成过程中,未受 到或很少受到地壳无机碳的混染,保持着地幔源区 的碳同位素特征,而它们的 $\delta^{18}$ O值高出"正常"地幔 值 1%左右,可能是这些碳酸岩脉形成过程中,其发





Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns of calcites from Huangshuian carbonatite vein-type Mo(Pb)deposit (sample No are the same as in Table 3)

生富水流体丢失或有地下水参与所致。有趣的是, 石家湾含矿碳酸岩脉呈隐伏状态形成后,紧邻的石 家湾花岗斑岩型钼矿床(辉钼矿的 Re-Os 同位素年 龄 138Ma,黄典豪等,1994)形成并未引起石家湾碳 酸岩脉型钼(铅)矿床(体)碳、氧同位素组成的任何 明显变化,仍保持着与之相距 1.5km 的黄龙铺(大 石沟)钼(铅)矿床相同的碳、氧同位素组成。



 $\delta^{18}O_{\rm smow}$  (%)

图 4 含矿碳酸岩脉方解石的 δ<sup>13</sup> C 对 δ<sup>18</sup> O 的投绘图 Fig. 4 Plot of δ<sup>13</sup> C of δ<sup>18</sup> O versus δ<sup>18</sup> O for calcites from ore-bearing carbonatite veins

 ■一黄水庵钼(铅)矿床;●一黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床;○一 黄龙铺(石家湾)钼(铅)矿床;▲一华阳川铀-铅-稀土矿点
 ■一Huangshuian Mo (Pb) deposit; ●一Huanglongpu (Dashigou) Mo(Pb) deposit;○一Huanglongpu (Shijiawan) Mo
 (Pb) deposit;▲一Fuayangchuan U-Pb-REE occurrence

#### 2.2.3 锶同位素组成特征及其意义

众所周知,因为 Sr 的离子半径与 Ca、Ba 的相 近,故含 Ca 或 Ba 矿物含有呈类质同像存在的 Sr, 这为测定这些矿物的 Rb、Sr 同位素比值和<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 比值提供了依据。Rb、Sr 含量和 Sr 同位素分析采 用同位素稀释法和 MAT-262 固体同位素质谱计; 标准测定结果:NBS987SrCO<sub>3</sub>的<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr=0.71024 ±12(2 $\sigma$ ); Sr 同位素质量分馏采用<sup>88</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr = 8.37521校正。

黄水庵钼(铅)矿床 5 个方解石单矿物和黄龙铺 (大石沟)钼(铅)矿床 3 个方解石单矿物的<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 比值测定结果(表 5)表明,黄水庵矿床方解石的 <sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 值为 0.7058~0.7059,平均值为 0.7059;黄 龙铺(大石沟)矿床方解石的<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 值为0.7049~ 0.7065,平均为 0.7055,钡天青石(2 个样)平均的 <sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr=0.7053,整个矿床方解石和钡天青石的平 均<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr=0.7055。可见,这两个矿床的<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 值基本上相同,而且与印度 Amba Donger 碳酸岩-碱 性杂岩体中方解石碳酸岩的(<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr);值(0.7055~ 0.7060)(Ray et al.,2000)和世界上 21 个碳酸岩的最 大<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 值(0.7057)(Powell et al.,1966)相当。

	表 5	含矿碳酸岩脉中方解石和钡天青石的 <sup>87</sup> Sr / <sup>86</sup> Sr 比值	
Table 5	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr r	atios of calcite and barytocelestine from ore-bearing carbonatite vein	15

矿床	样号	矿物	$Rb( \times 10^{-6})$	$\operatorname{Sr}(\times 10^{-6})$	$^{87} m Sr/^{86} m Sr$	$^{87} m Sr/^{86} m Sr$	资料来源
	HS08-01	方解石	0.09903	4701	0.000061	0.7058	
<b>苦 水 </b>	HS08-02	方解石	0.09468	8406	0.000033	0.7059	
員小尾峽設石 标至 钼(铅)矿床	HS08-05	方解石	0.08060	4526	0.000052	0.7059	
	HS08-06	方解石	0.06760	1169	0.000017	0.7059	<b>木</b>
	HS08-25	方解石	0.1556	5229	0.000085	0.7058	平仄妍艽
	HL08-01	方解石	0.6983	3234	0.000626	0.7049	
	HL08-02	方解石	0.3085	3225	0.000277	0.7050	
黄龙铺(大石沟)碳	HL08-04	方解石	0.6885	2989	0.000648	0.7052	
酸岩脉型钼(铅)矿	HD80-21	方解石				0.7065	
床	HD81-48	方解石				0.7061	去曲高笙(1095)
	HD80-4	钡天青石				0.7056	<b>與</b> 興家 守(1903)
	HD80-14	钡天青石				0.7051	

\*分析者:中国地质科学院地质研究所同位素实验室,唐索寒、王进军。

#### 2.2.4 铅同位素组成特征

为了更全面了解含矿碳酸岩脉的铅同位素组成 及其变化情况,我们对黄水庵钼(铅)矿床的方解石、 硫化物矿物和黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床的方解石 作铅同位素组成分析。铅同位素比值用多接收器等 离子体质谱计(MC-ICPS)测定,所用仪器为英国 Nu Plasma HR,仪器的质量分馏以 Tl 同位素外标校正, 样品中 Tl 加入量约为 Pb 含量的 1/2,NBS981 长期 测定的统计结果:<sup>208</sup> Pb/<sup>206</sup> Pb = 2. 1674 ± 0. 0005, <sup>207</sup> Pb/<sup>206</sup> Pb = 0. 91485 ± 0. 00023, <sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb = 16. 9402 ± 0. 010,<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb = 15. 4977 ± 0. 0086, <sup>208</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=36. 7155±0. 0232(±2 $\sigma$ )。

铅同位素分析结果(表 6)表明,黄水庵钼(铅)矿 床方解石的<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=17.2281~17.3190(平均为 17.2751),<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=15.4530~15.4712(平均为 15.460),<sup>208</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=37.4714~37.5341(平均为 37.4998);同时,其硫化物(方铅矿、黄铁矿)的 <sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=17.1571~17.1709(平均为17.1645), <sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=15.4326~15.4340(平均为15.4335), <sup>208</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=37.4392~37.4471(平均为37.4430)。 黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床方解石的<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb= 17.4498~17.9816,<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=15.4725~ 15.5014,<sup>208</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=37.6288~37.6727;方铅矿的 平均<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=17.378,<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=15.383, <sup>208</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=37.538。由此可见:①黄水庵和黄龙铺 (大石沟)钼(铅)矿床的铅同位素组成特征为含放射 成因铅低的异常铅;②这两个矿床中,各自方解石的

铅同位素组成都相对较稳定,同时铅同位素比值都不 很高,这可能表明它们的铅同位素组成受地壳物质混 染影响不大,黄水庵矿床更是如此;③这两个矿床方 解石的铅同位素比值均比硫化物的大些,反映出早形 成的方解石比稍晚形成的硫化物矿物累积有相对较 多的 U 和 Th 衰变的铅同位素,故导致矿床中铅同位 素组成和分配的不均一性;④黄龙铺钼(铅)矿床中, 由 U 衰变而来的<sup>206</sup> Pb 和由 Th 衰变而来的<sup>208</sup> Pb 含量 均比黄水庵矿床的高,可能说明二者的 U-Pb 系统是 不完全相同的,或者说不是由同一的硅酸盐-碳酸盐 熔体-溶液所生成。

表 6 含矿碳酸岩脉方解石、硫化物矿物的铅同位素组成 Table 6 Lead isotopic compositions of calcite and sulfide from ore-bearing carbonatite veins

矿床	样号	矿物	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}{\rm Pb}/^{204}{\rm Pb}$	资料来源								
	HS08-01	方解石	17.2681	15.4630	37.5063									
	HS08-02	方解石	17.2281	15.4581	37.5045									
	HS08-05	方解石	17.2585	15.4712	37.5341									
黄水庵碳酸岩脉型	HS08-06	方解石	17.2744	15.4530	37.4714	本*								
钼(铅)矿床	HS08-25	方解石	17.3190	15.4583	37.4828	次								
	HS08-18	方铅矿	17.1571	15.4326	37.4392	研								
	HS08-17	方铅矿	17.1655	15.4340	37.4428	究								
	HS08-19	黄铁矿	17.1709	15.4339	37.4471									
	HL08-02	方解石	17.4498	15.4725	37.6288									
黄龙铺(大石沟)碳	HL08-04	方解石	17.9816	15.5014	37.6727									
酸岩脉型钼(铅)矿	HD81-54	方铅矿	17.428	15.427	37.501	苦曲高笙								
床	HD81-57	方铅矿	17.342	15.412	37.708	與 <b>兴家</b> 守								
	HD82-35	方铅矿	17.392	15.401	37.409	(1986)								

\*分析者:中国地质科学院地质研究所同位素实验室,李世珍。

若与东非乌干达 Bukusu 方解石碳酸岩的 <sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=21.104~22.035,<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=15.786 ~15.892,<sup>208</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=40.412~40.555(Bell et al.,2001)和巴基斯坦碳酸岩方解石的(初始比 值)<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=19.01~21.35,<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=15.54 ~15.67,<sup>208</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb=38.29~40.63(Tilton et al.,1998)相比,我们所研究的上述两个碳酸岩脉型 矿床方解石的相应铅同位素比值(即放射成因铅同 位素含量)低得多,这不仅意味着它们形成的地质构 造背景不同,而且它们源区性质也迥然有别。

### 2.2.5 钐-钕同位素组成特征

我们对黄水庵和黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床分 别作了5个和3个方解石单矿物的Sm-Nd同位素 分析。Sm-Nd含量分析用同位素稀释法,所用仪器 为MAT-262固体同位素质谱计;Nd同位素分析方 法:仪器为 Nu Plasam HR MC-ICP-MS (Nu Instruments), DSN-100 膜去溶;标准测定结果: JMC Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.511128±10(2σ);Nd 同位素质量分馏采用<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.7219校正。

黄水庵和黄龙铺(大石沟)含矿碳酸岩脉方解石 Sm-Nd分析结果(表 7)表明,黄水庵钼(铅)矿床方 解石的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.511756~0.511875,比黄龙 铺(大石沟)钼(铅)矿床方解石的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值 (0.512057~0.512167)稍低。这两个矿床含矿碳酸 岩脉方解石的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值与川西牦牛坪碳酸岩-碱性岩杂岩体型稀土矿床方解石、重晶石的 <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值(0.511987~0.512404,侯增谦等, 2008)、东非碳酸岩的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值(0.51228~ 0.512781,Kalt et al.,1997)、印度Ambo Dongar 方 解石碳酸岩的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值(0.51251~0.51257, Simonetti et al.,1995)、巴基斯坦碳酸岩的<sup>143</sup>Nd/ <sup>144</sup>Nd值(0.512422~0.512627,Tilton et al.,1998) 相比,明显偏低,尤其是黄水庵含矿碳酸岩脉方解石 的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值。据牦牛坪稀土矿床方解石的  $δ^{13}C值为-3.9\%~-6.9\%(侯增谦等,2008)、印度$ Ambo Dongar 方解石碳酸岩的 δ<sup>13</sup>C 值为-3.58‰~-4.2‰(Simonetti et al.,1995)均比"正常"地幔值高,结合它们上述的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值,被认为是受地壳物质混染所致(Simonetti et al.,1995;侯增谦等,2008)。但黄水庵和黄龙铺(大石沟、石家湾)钼(铅)矿床含矿碳酸岩脉的 δ<sup>13</sup>C 值十分稳定(-5.3‰~-7.0‰),结合它们的<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 值比较低,似乎用地壳物质混染作用影响难以合理解释。正如 White(2003)及 Zindler 和 Hart(1986)所指出的,同位素比值的变化是不同地幔库混合作用的结果。有关本文所研究矿床含矿碳酸岩脉 Sr-Nd-Pb同位素所反映源区的地幔性质见后述。

### 3 成矿时代厘定

近15年来,Re-Os 同位素定年在国内外得到广 泛应用,大量定年数据表明,辉钼矿 Re-Os 同位素 年龄的测定是确定有关矿床成矿时代的直接有效方 法(黄典豪等,1994,1996;Stein et al.,1997;李永峰 等2005,2006;叶会寿等,2006)。我们对黄水庵碳 酸岩脉型钼(铅)矿床的4个辉钼矿样品作了 Re-Os 同位素年龄测定。样品分析依杜安道等(1994)和屈 文俊等(2003,2004)的流程,在200℃卡洛斯管封闭 溶样,蒸馏吸收Os,丙酮萃取Re。Re、<sup>187</sup>Re和<sup>187</sup>Os 含量用电感耦合等离子体质谱仪(TJA X-Series ICP-MS)测得。普通Os是据Nier值的Os同位素 丰度,通过测定<sup>192</sup>Os/<sup>190</sup>Os比值算得,<sup>187</sup>Os是<sup>187</sup>Os 同位素总量。Re、Os含量的不确定度包括样品和 稀释剖的称量误差、稀释剂的标定误差、质谱测量的 分馏校正误差、待分析样品同位素比值测量误差。 置信水平95%。模式年龄的不确定度还包括衰变 常数的不确定度(1.02%),置信水平95%。Re-Os 模式年龄的计算方程为:

 $t = \frac{1}{\lambda} [1n(1 + \frac{^{187}\text{Os}}{^{187}\text{Re}})], 式中\lambda(^{187}\text{Re} 衰变常数)$ = 1.666×10<sup>-11</sup>a<sup>-1</sup>(Smoliar et al., 1996)。

黄水庵钼(铅)矿床辉钼矿 Re-Os 同位素年龄 测定结果(表 8)表明,其 Re-Os 模式年龄为 206.3~ 212.8Ma,加权平均值为 209.5±4.2Ma,这一年龄 与黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床的成矿年龄(辉钼矿 Re-Os 等时线年龄 221Ma,黄典豪等 1994;221.5 Ma,Stein et al.,1997)十分相近,同属于晚三叠

表 7 碳酸岩脉型 Mo(Pb)矿床方解石的<sup>143</sup> Nd/<sup>144</sup> Nd 比值 Table 7 <sup>143</sup> Nd/<sup>144</sup> Nd ratios of calcites from the carbonatite vein-type Mo(Pb) deposits

矿床	样号	矿物	$\operatorname{Sm}(\times 10^{-6})$	$Nd( \times 10^{-6})$	$^{147}{ m Sm}/^{144}{ m Nd}$	$^{143}{ m Nd}/^{144}{ m Nd}$	$\varepsilon_{\rm Nd}(t)$
	HS08-01	方解石	26.052	152.36	0.1034	0.511762	-14.6
黄水庵碳酸岩脉 型钼(铅)矿床	HS08-02	方解石	17.517	90.80	0.1167	0.511875	-12.8
	HS08-05	方解石	28.504	169.22	0.1019	0.511756	-14.7
	HS08-06	方解石	18.242	97.16	0.1136	0.512076	-8.7
	HS08-25	方解石	25.480	141.84	0.1087	0.511874	-12.6
黄龙铺(大石沟)	LH08-01	方解石	73.551	461.82	0.0963	0.512153	-6.6
碳酸岩脉型钼	LH08-02	方解石	113.87	506.72	0.1359	0.512167	-7.5
(铅)矿床	LH08-04	方解石	64.224	316.07	0.1229	0.512057	-9.3

分析者:中国地质科学院地质研究所同位素实验室,唐索寒、王进军。

	表 8	黄水庵钼(铅)	)矿床辉钼矿的	的 Re-Os 模式:	年龄	
Table 8	Re-Os a	ages of molybde	nite from the	Huangshuian 1	Mo(Pb)	deposit

样号 矿物组合	矿物组合	□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□□	$\operatorname{Re}(\mu g/g)$		普通 Os(ng/g)		$^{187}\mathrm{Re}(\mu\mathrm{g}/\mathrm{g})$		187Os(ng/g)		模式年龄 (Ma)	
	44件里(8)	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	
HS08-21	石英+方解石 +方铅矿+ 辉钼矿	0.05096	88.14	0.86	0.0338	0.0138	55.40	0.54	196.71	1.58	212.8	3.2
HS08-21	同上	0.05106	88.31	0.75	0.0354	0.1191	55.50	0.47	194.82	1.73	210.3	3.1
HS08-18	石英+方解石 +辉钼矿	0.04978	112.1	0.9	0.0364	0.0408	70.43	0.55	245.95	1.95	209.2	2.9
HS08-30	钼精矿	0.02298	154.5	1.2	0.0728	0.1925	97.11	0.74	334.33	2.80	206.3	2.9

分析者:国家地质实验测试中心,李超

世。由此证明,东秦岭钼矿带内除斑岩型、斑岩-砂 卡岩型钼矿床(辉钼矿 Re-Os 模式年龄 116~ 147Ma)成矿时代为晚侏罗世-早白垩世外,晚三叠 世也是一个重要的钼矿床成矿期。

4 讨论及认识

### 4.1 关于含矿碳酸岩脉源区的性质

有关地幔模式,大约在1975年,对地幔中同位 素变化最初解释是二库(two-reservoir)模式,即"原 始的"或可能富含不相容元素的下地幔和其上部的 亏损上地幔。下地幔的想法得到 Nd 同位素数据的 支持,所获得的第一批 Nd 同位素数据表明,大洋玄 武岩的 Nd 和 Sr 同位素比值呈很好相关关系,而且 Nd 同位素比值落在典型大洋中脊玄武岩(MORB)  $\epsilon_{Nd}$  = +10 和原始地幔  $\epsilon_{Nd}$  = 0 之间。这两个库之间 的混合作用可以解释大多数幔源岩石中所见到的同 位素变化(White,2003)。White 把他(1985)确定的 5 种地幔库与 Zindler 和 Hart(1986)的 5 种地幔组 分连系起来,除夏威夷地幔库和 PREMA(普通地 幔)外,Zindler 和 Hart 的 EMI(富集地幔 I)、EM Ⅱ (富集地幔Ⅱ)、HIMU(高µ地幔)和DMM(亏损大 洋中脊玄武岩地幔)分别与 White 的 Kerguelen 库、 Society 库、St. Helena 库和 MORB 库相对应。 Zindler 和 Hart(1986) 主张, 这 5 个不同地幔库是 存在的,同位素比值的变化是由于这些地幔库的混 合作用所致。

我们把所研究的黄水庵和黄龙铺(大石沟)含矿 碳酸岩脉的 Sr、Pb、Nd 同位素比值投绘在<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 对<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb(图 5)、<sup>207</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb 对<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb(图 6)、<sup>143</sup> Nd/<sup>144</sup> Nd 对<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr(图 7)上。由图 5~7 可 见,这些投绘点绝大多数远离 HIMU 和 DMM 端 员,而落在 EMI 附近,尤以图 4 和图 5 较明显,其显 然不同于东非碳酸岩的 EMI 与 HIMU 两端员的混 合特征(Bell 和 Tilton, 2001)。图 7 中的投绘点多 数偏离 EMI 端员,这主要是由于黄水庵矿床方解石 的<sup>143</sup> Nd/<sup>144</sup> Nd 值偏低造成的。结合所研究矿床的  $\delta^{13}$ C 值为-5.3‰~-7‰,和  $\epsilon_{Nd}$ =-6.6~-14.7, 我们初步判断这两个矿床的含矿碳酸岩脉很可能源 于 EMI。

鉴于黄水庵含矿碳酸岩脉的  $\delta^{13}$ C 值比黄龙铺 (大石沟、石家湾)含矿碳酸岩脉的低 1.3‰~ 1.4‰,同时前者的平均  $\Sigma$ REE 含量比后者的少 734 ×10<sup>-6</sup>~1501×10<sup>-6</sup>,以及它们的铅同位素组成有 别。如果它们同源于 EMI,那么这些差异表明 EMI



图 5 含矿碳酸岩脉方解石的<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 对<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb 投绘图(DMM、HIMU和EMI据Hart et al.,1992) Fig. 5 Plot of <sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr vs. <sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb for calcite from the ore-bearing carbonatite veins (DMM, HIMU and EMI after Hart et al., 1992)

■一黄水庵钼(铅)矿床;●一黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床
 ■一Huangshuian Mo (Pb) deposit;
 ●一Huanglongpu (Dashigou) Mo(Pb) deposit



### 图 6 含矿碳酸岩脉方解石和方铅矿的<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb 对<sup>206</sup> Pb/<sup>204</sup> Pb 投绘图

Fig. 6 Plot of  ${}^{207}$  Pb/ ${}^{204}$  Pb vs.  ${}^{206}$  Pb/ ${}^{204}$  Pb for calcite

and galena from the ore-bearing carbonatite veins ■一黄水庵钼(铅)矿床的方解石;●一黄水庵钼(铅)矿床的方 铅矿;□一黄龙铺(大石沟)钼(铅)矿床的方解石;○黄龙铺(大 石沟)钼(铅)矿床的方铅矿

■-Calcite from Huangshuian Mo(Pb) deposit; ●-galena from Huangshuian Mo(Pb) deposit; □-Calcite from Huanglongpu Mo(Pb) deposit; ○-galena from Huanglongpu Mo(Pb) deposit



图 7 含矿碳酸岩脉方解石的<sup>143</sup> Nd/<sup>144</sup> Nd 对<sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr 投绘图(样品符号同图 5)

Fig. 7 Plot of  $^{143}$  Nd/ $^{144}$  Nd vs.  $^{87}$  Sr/ $^{86}$  Sr for calcite from the ore-bearing carbonatit veins (Symbols for sample are as given in Fig. 5)

组成的不均一性。

#### 4.2 关于碳酸岩脉的成因

迄今,有关碳酸岩的成因众说纷纭,莫衷一是。 Bell 和 Titon (2001)根据前人获自熔融实验研究所 获证据,归纳出碳酸岩可以三种不同方式产生:①交 代地幔源的直接部分熔融作用;②在低压或高压条 件下,由碳酸盐的硅酸盐熔体不混溶分离;③碳酸盐 的碱性硅酸盐熔体的结晶分异作用。此外,Wyllic 和 Lee(1998)认为方解石碳酸岩可能由不混溶液体 生成,抑或可作为晶体堆积岩或结晶分异作用晚阶 段的产物。

现在我们根据东秦岭 Mo 矿带内含矿碳酸岩脉 地质特征、造岩矿物组合、同位素组成等,对其成因 作以下简要分析和探讨。

(1)现有资料表明,黄水庵和黄龙铺(大石沟、石 家湾)等含矿碳酸岩脉呈脉群产出,分别受控于太华 群片麻岩和长城系熊耳群变质火山岩和蓟县系高山 河组变石英砂岩等岩层的构造裂隙中。宏观和微观 研究,在这些碳酸岩脉中均未见到任何被交代的岩 石残余,说明它们不可能是碳酸盐岩或别的岩石被 碱性或富含 CO<sub>2</sub>流体交代作用所形成。

(2)这些含碳酸岩脉的发育地段,其往往有碱性 岩脉相伴产出,诸如,陕西境内驾鹿地区,产于太华 群角闪斜长片麻岩中的含 REE 碳酸岩脉与霓辉正 长斑岩脉伴生,黄龙铺(大石沟)含钼碳酸岩脉常伴 生有正长(斑)岩脉、黑云正长斑岩脉和角闪正长斑 岩脉,而且见到后二者被含 Mo 碳酸岩脉穿切的现 象(黄典豪等,1986)。这些碱性正长斑岩脉的全岩 稀土球粒陨石标准化型式(图 8),与含矿碳酸岩脉 方解石的相类似,同样以轻稀土富集为特征。尚须 指出的是,尽管这些伴生有碱性岩脉的碳酸岩脉与 碱性岩-碳酸岩杂岩体所含矿种和产态不同,但它们 的岩石组合关系却有类似之处。此外,该钼矿带内, 含矿斑岩株周围见不到其与碱性或偏碱性岩脉伴 生,而相伴生的只是有成因联系的花岗斑岩脉而已。 因此,我们推测,含矿碳酸岩脉和伴生的碱性岩脉的 成岩物质是同源的。



图 8 黄龙铺(大石沟)碱性岩的稀土球粒陨石

标准化型式(REE分析资料采自黄典豪等,1986) Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns of alkali rocks from Huanlongpu (Dashigou) (REE data after Huang Dianhao et al., 1996)

1—黑云正长斑岩(HD8248);2—角闪正长斑岩(HD8128)
 1—Biotite syentite porphyry; 2—Amphibole syentite porphyry

(3)根据这些含矿碳酸岩脉中方解石的 δ<sup>13</sup>C= -5.3%~-7.0%,<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.7049~0.7065,平 均的 ΣREE 含量比碱性岩脉的(ΣREE=229.54× 10<sup>-6</sup>,黄典豪等,1986)高得多,以及方解石的 Sr-Pb-Nd 同位素关系图,我们判断,黄水庵和黄龙铺(大 石沟、石家湾)等含矿碳酸岩脉和与之伴生的碱性岩 脉,是由源于 EMI 的碱性硅酸盐-碳酸盐熔体-溶液 不混溶结晶分异,先后或同时形成的产物,含矿碳酸 岩脉比碱性岩脉更加富含稀土乃是在液态不混溶过 程中,REE 尤其是 LREE 优先进入碳酸盐熔体所 致。同时由于这种熔体-溶液不混溶结晶分异作用 的不彻底,故形成由方解石(含量>50%)+石英+ 微斜长石组成的石英-方解石碳酸岩脉。

#### 4.3 关于成矿物质来源

黄典豪等(1985)曾指出,黄龙铺(大石沟)碳酸 岩脉型钼(铅)矿床的硫、碳源于上地幔, Mo、Pb 主 要与  $S(\delta^{34} S_{5s} = +1.0\%)$ 、C 同源。尽管我们对黄 水庵钼(铅)矿床未能采集到硫化物矿物平衡共生的 硫酸盐矿物,其全硫值尚无法确定,初步只对其2个 黄铁矿和2个方铅矿作硫同位素分析(硫化的单矿 物样品以 Cu2 O 作氧化剂制样,用 MAT-251 质谱计 测定  $\delta^{34}$  S 值, 采 用 国 际 标 准 CDT, 分 析 精 度 ±0.2‰,由中国地质科学院矿产资源所同位素实验 室罗绪荣分析测定),结果表明,黄铁矿和方铅矿的  $\delta^{34}$ S<sub>V-CDT</sub>值分别为-4.2‰~-6.7‰和-9.5‰~ -12.3‰,平均值-8.2‰。这与黄龙铺(大石沟)钼 (铅)矿床 25 个硫化物( $\delta^{34}$  S<sub>CDT</sub>)值为一4.7%~ -14.7‰,平均为-8.85‰)、桃园钼(铅)矿床2个 方铅矿(δ<sup>34</sup> S<sub>CDT</sub> 值为-12.7%~~-13.4‰,平均为 -13.05%)、华阳川 U-Pb-REE 矿点 5 个硫化物 (8<sup>34</sup>S<sub>CDT</sub>值为-6.2‰~-17.3‰,平均为-9.6‰) (黄典豪等,1986)的硫同位素组成相近似,可见这些 碳酸岩脉型矿床(点)的硫化物矿物均以富<sup>32</sup>S为特 征。我们根据黄水庵和黄龙铺钼(铅)矿床成矿地质 条件、矿物组合、矿化作用和同位素地球化学等基本 相同,故推断二者的硫同源。

尚须指出的是,这些碳酸岩脉型钼(铅)矿床的 硫同位素组成明显不同于同一成矿带内以富重硫同 位素(<sup>34</sup>S)为特色的斑岩型钼矿床(金堆城 27 个硫 化物的 δ<sup>34</sup> S<sub>CDT</sub> 值为 0.8‰~5.6‰,平均为 4.8‰, 黄典豪等,1987)、和斑岩一砂卡岩型矿床(南泥湖-三道庄钼(钨)矿床 68 个硫化物的  $\delta^{34}$  S<sub>CDT</sub> 值为 0.37‰~5.44‰,平均为3.0‰;上房沟钼(铁)矿床 29 个硫化物的 δ<sup>34</sup> S<sub>CDT</sub> 值为 1. 24‰~6. 46‰,平均 为 3.1‰, 罗 铭 玖 等, 1991)。 根 据 Ohomoto 等 (1979)的意见,与含水花岗质熔体( $\delta^{34}S_{\Sigma S} = 0.0\%$ ) 处于平衡的岩浆流体相的 δ<sup>34</sup> S<sub>流体</sub>值接近 4.0‰。而 上述斑岩型和斑岩一矽卡岩型钼矿床中,黄铁矿、辉 钼矿和方铅矿等是主要硫化物,即成矿流体中的硫 以还原形式S组分占优势,故认为这些矿床硫化物 的平均 δ<sup>34</sup>S 值(3.0‰~4.8‰)可以代表与花岗质 熔体处于平衡流体相的 δ<sup>34</sup>S 值,因此它们的硫很可 能源于岩浆。

现从以下几方面来探讨有关碳酸岩脉型钼(铅) 矿床的钼来源:①Re 和 Mo 具有类似的地球化学习 性。在内生成矿条件下, Mo 和 Re 主要呈正 4 价 态, Re<sup>+4</sup>和 Mo<sup>+4</sup>的离子半经分别 0.71Å 和 0.73Å, 负电性分别为 2.2 和 2.1, 配位素均为 6。所以辉钼 矿或多或少含有呈类质同象的 Re。只有当钼矿床 成矿热流体中同时含有 Re 和 Mo,才能在辉钼矿中 含有某种数量的 Re,故推测这两种元素具有共同来 源;②现有资料表明,黄水庵和黄龙铺钼(铅)矿床辉 钼矿中 Re 平均含量分别为 110.8×10<sup>-6</sup>(4 个样, 见表 8)和 244×10<sup>-6</sup>(15 个样,黄典豪 1992,黄典豪 等,1994),比金堆城钼矿床辉钼矿中 Re 平均含量 13.8×10<sup>-6</sup>(10个样)和南泥湖-三道庄钼(钨)矿床 的 Re 平均含量 20.4×10<sup>-6</sup>(9个样,黄典豪,1992) 分别高 8~17 倍和 5~12 倍。这恐怕要从与成矿有 关岩浆岩成岩物质来源中寻求解释,只据辉钼矿含 Re 量差别尚难断定其钼来源;③上述 C、Sr、Pb、Nd 同位素组成研究结果揭示,形成黄水庵和黄龙铺(大 石沟)含矿碳酸岩脉的碱性硅酸盐-碳酸盐熔体-溶 液源于 EMI。

综上所述,我们认为这两个碳酸岩脉型 Mo (Pb)矿床的成岩和成矿金属为同源于 EMI,这也是 碳酸岩脉型钼(铅)矿床在国内外已有钼矿床中,其 辉钼矿含 Re 量最高的原因所在。

### 4.4 碳酸岩脉型钼(铅)矿床成矿机制和成矿概念 模式

迄今,国内外已报道有碳酸岩型、碱性岩-碳酸 岩杂岩型稀有、稀土、铜铁、铅-锌等矿床。 而黄龙 铺、黄水庵等钼(铅)矿床则是东秦岭钼矿带内特有 的碳酸岩脉型矿床,所以研究其成矿机制并建立成 矿模式,将对今后在具有类似成矿地质条件地区寻 找同一类型矿床有借鉴意义。现以黄龙铺(大石沟) 大型钼(铅)矿床为例,对其成矿历程作以下分析:在 成岩-成矿过程中,岩浆期的硅酸盐-碳酸盐阶段,首 先形成微斜长石、石英和部分方解石以及微量榍石、 磁铁矿、独居石等,是一种氧逸度 fo2 较高的酸性环 境。接着是热液成矿期的碳酸盐-硫化物主要成矿 阶段,石英多被方解石溶蚀交代,部分 REE(尤其是 LREE)及 Sr、Ba 进入方解石晶格,部分 LREE 则形 成微量独居石、氟碳铈镧矿等,在成矿流体沸腾(多 相包裹体与气相包裹体共存)、硫逸度(fs2)较高条 件下、黄铁矿、方铅矿和辉钼矿等相继形成,黄铁矿 的粒间或裂隙中充填有方铅矿,方铅矿分布于方解 石粒间,或沿方解石裂缝充填,辉钼矿呈星点状或浸 染条带产出,或充填于方解石、石英的不规则裂缝 内。尔后的硫化物-硫酸盐阶段,随着硫逸度和温度 降低,fo2增高,辉钼矿、方铅矿等矿化减弱,少量硬 石膏、沸石等的出现,标志着内生矿化作用终止。

综上所述的成矿地质特征以及 C、O、Sr、Pb、Nd 等同位素资料和成矿机制分析,我们认为,东秦岭钼 矿带内的碳酸岩脉型钼(铅)矿床是源于 EMI 的含 有 Mo、Pb、S 和 REE 等组分的碱性硅酸盐-碳酸盐 熔体-溶液结晶分异的产物,其成岩成矿作用过程表 现为,造岩矿物微斜长石、石英和方解石(含量> 50%)先晶出,紧接着在流体沸腾、fs₂较高、介质呈 弱酸或弱碱性和温度 450~280℃条件下,Mo、Pb 硫化物淀积成矿,便形成了碳酸岩脉型钼(铅)矿床。 现把本类型钼(铅)矿床的成矿概念模式示于图 9。

## 5 对东秦岭钼矿带成矿构造背景的探 讨

我们根据东秦岭钼矿带位于华北板块南缘、成 矿斑岩体和矿床主要受 NW-NWW 向构造-岩浆 岩带控制以及钼矿成矿年龄,试图简要探讨其成矿 的构造背景。李曙光等(1990)和王鸿祯等(1982)曾 指出,华北地台与扬子地台的拼接时代为早三叠世。 也就是说,华北与扬子板块在早三叠世时开始碰撞 造山,接着是碰撞后的松驰(拉伸)阶段,在本矿带内 发育一系列 NW-NWW 向构造断裂带。李笃行对 陕西小秦岭莫霍面特征分析后认为,NW 走向断裂 可能切穿地壳到达上地幔,属深断裂(黄典豪等, 1986)。正是 NW-NWW 向深断裂带(固始-栾川-石门)成为源于 EMI 的碱性硅酸盐-碳酸盐熔体-溶 液上升的通道,并自西向东形成了陕西华阳川-垣 头-黄龙铺-驾鹿至河南嵩县黄水庵等含矿碳酸岩 脉,和与之相伴产出的正长(斑)岩脉或霓辉正长斑 岩脉等。上述的黄龙铺(大石沟)和黄水庵钼(铅)矿 床辉钼矿的 Re-Os 同位素年龄表明,属晚三叠世成 矿,这不仅代表碳酸岩脉型矿床(点)的成岩成矿时 代,也是早三叠世碰撞造山后伸展作用的佐证。尔 后,自侏罗纪以来该区相继经历陆内造山和造山后 伸展作用,在伸展时期,发生局部沉陷,形成侏罗-白 垩纪湖相沉积,同时,NW-NWW 向断裂复活,并 派生 NE-NNE 向断裂,这时由地壳重熔(或深熔) 作用产生的熔体和上涌地幔物质混合形成再生岩 浆,其沿 NW-NWW 向断裂与 NE-NNE 向断裂 的交错部位发生侵位,形成花岗岩类岩体和浅成-超 浅成花岗斑岩株等,构成今天所见的大体呈近东西 展布的构造-岩浆岩-钼矿带。据不完全统计,该矿 带内成矿和不含矿花岗岩类岩体 34 个,它们属次碱 性-钙碱性系列,含矿者占 62%左右。含矿斑岩属 I-型(A/CNK≤1.1)的占 77%。图 10 表明,含矿和



### 图 9 东秦岭地区碳酸岩脉型钼(铅)矿床的 理想成矿模式图

Fig. 9 Idealized diagram showing the formation of the carbonatite vein-type Mo(Pb) deposit from East Qinling area

1-围岩:太古界片麻岩-中元古界变质火山岩、片岩和变石英砂 岩;2-深断裂;3-含矿碳酸岩脉;4-碱性岩脉;5-熔体-溶液 运移;6-地下水迁移;7-富集地幔 I

1—Wall rock: Archean group gneiss—Meso-Proterozoic group meta-volcanics, schist and meta-quartz sandstone; 2—deep fault; 3—ore-bearing carbonatite vein; 4—alkaline dike; 5 migration indicating rock (ore)-forming melt-soultion; 6 migration indicating underground water; 7—alkaline silicatecarbonate melt-solution (containing Mo, Pb, REE, S etc.) originating from the EMI

不含花岗斑岩和似斑状花岗岩等多属于造山晚期 (伸展阶段)的产物,这为已有的斑岩型和斑岩一砂 卡岩型钼矿床的成矿时代(Re-Os 年龄 147~ 116Ma)晚侏罗-早白垩世所佐证。

### 6 结论

(1)东秦岭钼矿带内,黄水庵碳酸岩脉型钼(铅)



图 10 东秦岭 Mo 矿带内中生代花岗岩类的 R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub>多阳 离子图解(据 Batchelor et al., 1985)

 $R_1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti), R_2 = 6Ca+2Mg+Al$ 

Fig. 10  $R_1$ - $R_2$  multicationic diagram showing the Mesozoic granitoid compositions in East Qinling molybdenum ore belt (after Batchelor et al. , 1985)

含矿花岗岩类:●一花岗斑岩;■一似斑状花岗岩; **□**一花岗闪 长斑岩;▲一斑状角闪石英二长岩;不含矿花岗岩类:○一花岗 斑岩;□一似斑状花岗岩;•一斑状花岗闪长岩;△一花岗岩; ◇一石英斑岩(岩石化学成分采自:罗铭玖等,1991;黄典豪等, 1986)

Ore—bearing granitoid: ●—granite porphyry; ■ porphyritoid granite; □—granodiorite porphyry; ▲ porphyritic amphibole-quartz monzonite. barren granitoid: ○ granite porphyry; □—porphyritoid granite; ⊡—porphyritic granodiorite; △—granite; ◇quartz porphyry ( Chemical compositions of granitoid after Luo Mingjiu et al., 1991; Huang Dianhao et al., 1986)

矿床的厘定,为同一类型矿床增添了新成员。成矿时代为晚三叠世(Re-Os 年龄 209.5~221Ma)的碳酸岩脉型 Mo(铅)矿床,和晚侏罗~早白垩世(147~116Ma)的斑岩型及斑岩一砂卡岩型钼(钨)矿床并存,乃是本成矿带钼矿成矿系统的一大特色。

(2)含矿碳酸岩脉的最主要造岩矿物是浅粉红 色方解石,其以富含 REE 尤其是 LREE 为特征,与 世界上已知碳酸岩的 REE 地球化学特征相一致。 同时方解石的碳同位素组成(δ<sup>13</sup> C = -5.3% ~ -7‰)完全落在"正常"地幔的范围内,且无任何无 机碳混染的迹象。

(3)Sr-Pb-Nd 同位素研究表明,东秦岭钼矿带 区域的陆壳之下很可能存在有 EMI,含矿碳酸岩脉 是源于 EM<sub>1</sub> 的碱性硅酸盐-碳酸盐熔体-溶液结晶 分异的产物。石英-方解石碳酸岩脉中,源于 EMI 的钼、铅富集成矿乃是热液阶段含矿流体充填-交代 的结果。

(4)东秦岭钼矿带内,受控于 NW—NWW 向深 断裂带的碳酸岩脉型钼(铅)矿床形成于华北和扬子 两大板块早三叠世碰撞后的伸展阶段(晚三叠世), 而在侏罗纪陆内造山及造山后伸展阶段,浅成-超浅 成花岗质斑岩侵位形成了晚侏罗-早白垩世(147~ 116Ma)的斑岩型和斑岩—砂卡岩型钼矿床。

(5)在东秦岭钼矿带中,已有碳酸岩脉型钼(铅) 矿床均分布在马超营-石门断裂带北侧表明,这一地 带是该类型钼(铅)矿床成矿有利场所。因而我们设 想,今后在本钼矿带勘查斑岩型或斑岩一砂卡岩型 钼矿的同时,应对碳酸岩脉型钼(铅)矿床周围或有 类似成矿条件地段开展同一类型矿床的勘查评价, 以期取得找矿新突破。

**致谢**:本文作者对完成有关测试分析的中国地 质科学院地质研究所唐索寒研究员、李世珍助理研 究员;中国地质科学院矿产资源研究所乐国良助理 研究员、罗续荣工程师;国家地质实验测试中心硕士 研究生李超、张保科工程师等,表示衷心谢意。

#### 注 释

❶ 河南嵩县矿产资源登记表.

### 参考文献

- 白鸽,袁忠信. 1985. 碳酸岩地质及其矿产. 矿床地质研究所科研成 果(专辑 5). 地质出版社,48~187.
- 杜安道,何红蓼,殷宁万,邹晓秋,孙亚莉,孙德忠,陈少珍,屈文俊. 1994. 辉钼矿的铼-锇同位素地质年龄测定方法研究.地质学报,68(4);339~347.
- 侯增谦,田世洪,谢玉玲,袁忠信,杨竹森,尹淑苹,费红彩,邹天人,李 小渝,杨志明. 2008.川西冕宁-德昌喜马拉雅期稀土元素成矿 带:矿床地质特征与区域成矿模型.矿床地质,27(2):145~ 176.
- 黄典豪,刘金定,王义昌,江秀杰. 1983. 黄龙铺钡天青石的矿物学 研究及其意义. 岩石矿物及测试,2(2):117~123.
- 黄典豪,王义昌,聂凤军,江秀杰. 1984. 黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿 床的硫、碳和氧同位素特征及成矿物质来源. 地质学报,58(3): 252~264.
- 黄典豪,王义昌,聂凤军,江秀杰. 1985. 一种新的钼矿床类型—— 陕西黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床地质特征及成矿机制. 地质 学报,3,241~257.
- 黄典豪,王义昌,聂凤军,江秀杰. 1986. 陕西黄龙铺钼(铅)矿床类型、成因及铼分布特点的研究. 矿床地质研究所科研成果(专辑6). 地质出版社,1~126.
- 黄典豪,吴澄宇,聂凤军. 1987. 陕西金堆城斑岩钼矿床地质特征及 成因探讨. 矿床地质,6(3):22~34.
- 黄典豪. 1992. 东秦岭地区钼矿床中辉钼矿的铼含量及多型特征.

矿物岩石学杂志,11(1)74~83.

- 黄典豪,吴澄宇,杜安道,何红蓼. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铼-锇 同位素年龄及其意义. 矿床地质,13(3):221~230.
- 黄典豪,杜安道,吴澄宇,刘兰笙,孙亚莉,邹晓秋. 1996. 华北地台 钼(铜)矿床成矿年代学研究——辉钼矿铼-锇年龄及其地质意 义. 矿床地质,15(4):365~373.
- 李曙光,刘德良. 1990. 大别山印支运动的同位素年代学证据. 大地 构造与成矿学. 14(2):159~163.
- 李永峰,毛景文、胡华斌,郭保健,白凤军. 2005. 东秦岭钼矿类型、 特征、成矿时代及其地球动力学背景. 矿床地质,24(3):292~ 304.
- 李永峰,毛景文,刘敦一,王彦斌,王志良,王义天,李晓峰,张作衡,郭 保健.2006. 豫西雷门沟斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 及辉钼 矿 Re-Os 测年及其地质意义.地质论评,52(1):122~131.
- 罗铭玖,张辅民,董群英,许永仁,黎世美,李昆华. 1991. 中国钼矿 床.河南科学技术出版社. P.15,226. 表 X Ⅲ-1,表 X Ⅲ-6.
- 屈文俊,杜安道. 2003. 高温密闭溶样电感耦合等离子体质谱准确 测定辉钼矿铼-锇地质年龄.岩矿测试,22(4):254~257.
- 屈文後,杜安道. 2004. 电感耦合等离子体质谱测定辉钼矿中 Re、 Os 含量时的质量分馏效应的校正. 质谱学报,第 25 卷(增刊), 181~182.
- 王鸿祯,徐成彦,周正国. 1982. 东秦岭古海域两侧大陸边缘区的构造发展. 地质学报,56(3):270~279.
- 许成,宁文磊,漆亮,王林均. 2009. 黄龙铺钼矿田含矿碳酸岩地球 化学特征及其形成构造背景. 岩石学报,25(2):422~430.
- 叶会寿,毛景文,李永峰,郭保健,张长青,刘珺,闫全人,刘国印. 2006. 东秦岭东沟超大型斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼 矿 Re-Os 年龄及其地质意义.地质学报,80(7):1078~1088.
- Batehelor R A, Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. 48:43~ 55.
- Bell K, Tilton G R. 2001. Nd, Pb and Sr isotopic compositions of East African Carbonatites: evidence for mantle mixing and plume inhomogeneity. Journal of Petrology, 42(10):1927~ 1945.
- Culler R I, Graf J I. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Predominantly basic and ultrabasic rocks.
  In: Henderson P. (ed.). Developments in Geochemistry. Vol. 2: Rare Earth Geochemistry. Amsterdam; Elsevier. 237~274.
- Friedman I, O' Neil J R. 1997. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. Data of geochemistry. Chap k k., Geol. survey professional paper. 440-kk.
- Hart S R, Hauri E H, Oschmann L A, Whitehead J A. 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. Science. 256: 517~520.
- Jones J H, Walker D, Picket D A, Murrell M T, Beattie P. 1995. Experimental investigations of the partitioning of Nb, Mo, Ba, Ce, Pb, Ra, Th, Pa and U between immiscible carbonate and silicate liquids. Geochim, Cosmochim. Acta, 59: 1307~1320.
- Keller J, Hoefs J. 1995. Stable isotope characteristics of recent

natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. In Bell K and Keller J (eds.). Carbonatites Volcanism: Oldoinyo Lengai and petrogenesis of natrocarbonatites. LAVCEI Proceeding in Volcanology. Berlin: Springer-Verlag. 113~123.

- Maravic H V, Morteani G. 1980. Petrology and geochemistry of the carbonatite and syenite complex of Lueshe (N. F. Zaire)."LITHOS". Vol. 3, No. 2. 159~168.
- Mc Donough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. Chem. Geol., 120~238.
- Ohomoto H, Rye R O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In Barnrs, H L. ed., Geoehemistry of Hydrothermal Ore Deposits, New York, John Wiley and Sons,509~567.
- Powell J L, Murley P M, Fairbairn H W. 1966. The strontium isotopic composition and origin of carbonatites. 365~376.
- Ray J S, Ramesh R, Paude K, 1999. Carbon isotopes in Kerquelen plume-derived carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon. Earth and Planetary Science Letters, 170:205~214.
- Ray J S, Ramesh R, Pande K, Trivedi J R, Shukla P N, Patel P P. 2000. Isotope and rare earth element chemistry of carbonatitealkaline complexes of Deccan volcanic province: implications to magmatic and alteration processes. Journal of Asian Earth Sciences. 18:177~194.
- Simonetti A, Bell K, Viladkar S G. 1995. Isotopic data from the Amba Dongar carbonatite complex, west-central India: evidence for an enriched mantle source. Chemical Geology. 122: 185~ 198.
- Smoliar M I, Walker R J, Morgan J W. 1996. Re-Os ages of group [[ A, []] A, [] A, [] A and [] B iron meteorites. Science. 271:1099~ 1102.
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, Du A, Sun Y. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenite from the East Qinling molybdenum ore belt, shaanxi province, China. Econ. Geol., 92: 827~835.
- Tilton G R, Bryce J C, Mateen A. 1998. Pb-Sr-Nd isotope data from 30 and 300Ma collision zone carbonatites in Northwest Pakistan. Journal of Petrology, Vol. 39, No. 11&-12, 1865 ~ 1874.
- Veksler I V, Petibon C, Jenner G A. 1988. Trace element partitioning in immiscibility and silicate liquid: An initia experimental study using a centrifuge autoclave. Journal of Petrology, 39: 2095~2104.
- White W M. 1985. Sources of oceanic basalts; Radiogenic isotopz evidence. Geology. 13: 115~118.
- White W M. 2003. Isotope Geochemistry, Spring. Lecture 18. P117~120.
- Wyllie P J, Lee W J. 1998. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. Journal of Petrology. 39: 1885~1993.
- Zindler A , Hart S R. 1986. Chemical Geodynamics. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. ,14: 493~571.

# Geological and Geochemical Characteristics, Metallogenetic Mechanism and Tectonic Setting of Carbonatite Vein-Type Mo (Pb) Deposits in the East Qinling Molybdenum Ore Belt

HUANG Dianhao<sup>1)</sup>, HOU Zengqian<sup>2)</sup>, YANG Zhiming<sup>2)</sup>, LI Zhenqing<sup>1)</sup>, XU Daoxue<sup>3)</sup>

Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing, 100037;
 Institute of Geology, CAGS, Beijing, 100037;
 Civil and Environmental Engineering school, Binjing University of Science and Technology, Beijing, 100083

#### Abstract

The East Qinling molybdenum ore belt is located on the southern margin of North China plate, and the distribution of molybdenum ore deposits are controlled by the NW-NWW trending Gushi-Luanchuan deep fault zone. The Huangshuian Mo (Pb) deposit is defined to one of the carbonatite vein-type by the authors in this paper, thus we have one more example of this type in addition to the existing diposits as Dashigou, Shijawan and Taoyuan etc. in the Huanglongpu area. The molybdenum metal reserves of the ore belt occupies the first place for a singular molybdenum ore belt known in the world. Moreover, the coexistence of the ore-forming system for carbonatite veins and that for granite-porphyry is an important characteristic different from other molybdenum ore belts. The results of the study show that the carbonatite vein-type Mo (Pb) deposits of Huangshuian and Huanglongpu have δ<sup>13</sup>C values ranging from-5.3% to -7.0% and  $^{87}$  Sr/ $^{86}$  Sr ratios ranging from 0.7049 to 0.7065. At the same time, the calcites are enriched in light REE(LREE/HREE ratios vary from 1.8:1 to 2.9:1). Moybdenit is characterized by high Re content (average value ranging from 110 to 244 ppm). Based on the diagrams showing <sup>87</sup> Sr/<sup>86</sup> Sr vs. <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb vs. <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb and <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd vs. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr of calcites from the ore-bearing carbonatite veins, the authors consider that EMI might exist below the continental crust in the region of the ore belt, and these ore-bearing carbonatite veins are crystal-fractionational products of alkaline silicatecarbonate melt-solution originated from the EMI, and molybdenum and lead as ore-forming metals should come mainly from EMI. In consideration of the ore-forming ages of Huangshuian and Huanglongpu (Dashigou) Mo (Pb) deposits (Re-Os ages are 209.5Ma and 221Ma, respectively), the carbonatite veintype Mo (Pb) deposits should be formed in the extension stage of late Triassic which is post-collisional orogenesis of the North China and Yangzi plates, while the porphyry-and porphyry-skarn-type Mo deposits should be formed in late Jurassic-early Cretacous (Re-Os ages ranging from 147Ma to 116Ma) which is also an extension stage after Jurassic intra-continental orogenesis.

**Key words**: Carbonatite vein-type Mo (Pb) deposit; REE and isotopic geochemistry; Re-Os age; metallogenetic mechanism and tectonic setting; East Qinling molybdenum ore belt